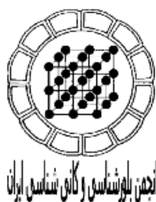
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۸، از صفحهٔ ۳۲۱ تا ۳۳۴



شیمی تورمالین در پگماتیت‌های ملایر- بروجرد- نظام‌آباد (شازند)، (پهنه سنندج- سیرجان)

کمال سیاه چشم[1]، پژواک دیدار[2]، احمد جهانگیری[1]، سیما بیات*[1]

۱- گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۲/۱۵ ، نسخه نهایی: ۹۷/۶/۱۷)

چکیده: منطقه ملایر-بروجرد-نظام‌آباد (به طول حدود ۷۰ کیلومتر) در بخشی از پهنه سنندج- سیرجان با راستای شمال غربی- جنوب‌شرقی واقع شده و بیشتر متشکل از هورنفلس، شیست، فیلیت، میگماتیت، گرانیت و گرانودیوریت است که در برگیرنده دایک-های پگماتیتی و آپلیتی متعددی است. در این میان، واحدهای هورنفلس شیست و گرانودیوریت میزبان پگماتیت‌های شامل کوارتز، فلدسپار، موسکویت و تورمالین هستند. ترکیب تورمالین از نوع شورلیت-فوئیتیت با تمایلی به سمت دراویت در تورمالین‌های شازند بوده که نشان دهنده خاستگاه ماگمایی و گرمابی هستند و در گروه قلیایی و با فضای خالی قرار می‌گیرند. این تورمالین‌ها در نمودار FeO/FeO+MgO نسبت به MgO در دو دسته تورمالین‌های بالای ۰/۸ و کمتر از ۰/۸ قرار می‌گیرند که این ماگمایی-گرمابی بودن تورمالین‌ها را تایید می‌کند. شواهد ماگمایی بودن شامل ترکیب غالب شورلیت در تورمالین‌ها، افزایش آلومینیوم در جایگاه هشت‌وجهی و قرار گرفتن بیشتر نمونه‌ها در بین دو بردار مربوط به تورمالین‌های ناقص از نظر قلیایی و پروتون‌زدایی هستند. وجود تورمالین‌های با منطقه‌بندی، رگه‌ای بودن پگماتیت‌ها، افزایش مقدار منیزیم در برخی از نمونه‌ها و تمایل به قرارگیری در گستره خارجی و دور از بردارهای مربوط به تورمالین‌های ناقص از نظر قلیایی و پروتون‌زدایی شواهد گرمابی بودن تورمالین هستند.

واژه‌های کلیدی: *تورمالین؛ پگماتیت؛ ماگمایی- گرمابی؛ ملایر-بروجرد-شازند؛ پهنه سنندج-سیرجان.*

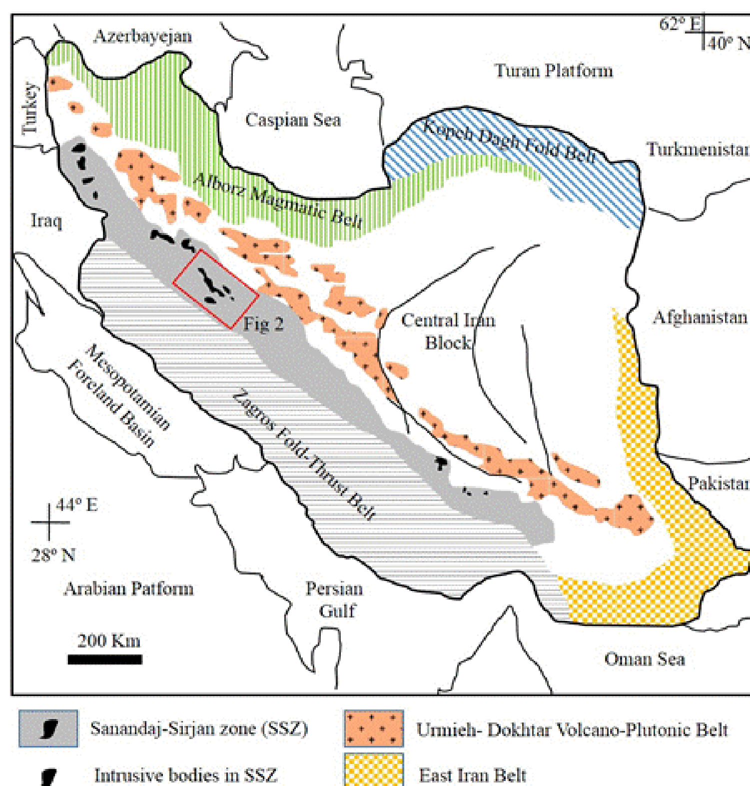
مقدمه

امروزه پژوهش پیرامون پگماتیت‌ها و بررسی آنها از نظر توان اقتصادی و موضوعات علمی بسیار مورد توجه است. تورمالین به دلیل پایداری در دما و فشارهای گسترده و ترکیب شیمیایی پیچیده به عنوان یکی از کانی‌های مهم و رایج در پگماتیت‌ها است که بررسی شیمی آن می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در رابطه با خاستگاه پگماتیت و همچنین توان کانه‌زایی پگماتیت در اختیار ما قرار دهد [۱].

در ایران در نواحی مختلفی به‌ویژه در پهنه سنندج- سیرجان پهنه‌های پگماتیتی متعددی رخنمون دارند. منطقه مورد بررسی ملایر- بروجرد - شازند در تقسیم‌بندی ساختاری ایران در پهنه سنندج- سیرجان واقع است (شکل ۱). پهنه سنندج- سیرجان به صورت کمربند دگرگونی- آذرین نفوذی با طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض میانگین ۱۵۰ کیلومتر به موازات سامانه زاگرس چین‌خورده- رورانده قرار دارد (شکل ۱) [۲]. زمین‌شناسی، زمین‌شیمیایی و سنگ‌نگاری پگماتیت‌های مناطق ملایر- بروجرد- نظام‌آباد بررسی شده است [۳]. پژوهش‌های دیگری نیز بر پگماتیت‌های پهنه سنندج- سیرجان انجام شده است [۴-۱۲]. در مورد شیمی تورمالین در برخی از رگه‌های پگماتیت (پگماتیت‌های شرق بروجرد) پیشتر مطالعه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۰۱۸۹۳۵۸۹۹، پست الکترونیکی: sima.bayat80@gmail.com

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]



شکل ۱ تقسیم بندی واحدهای ساختاری-ماگمایی ایران و جایگاه پهنه ملایر- بروجرد- نظام‌آباد (شازند) در پهنه سنندج سیرجان [۲].

شده [۴، ۵] اما پگماتیت‌های پهنه ملایر و همچنین جنوب-شرق بروجرد (اطراف میراب) و پگماتیت‌های اطراف آستانه بررسی نشده است. در این پژوهش، ضمن بررسی پگماتیت‌های این مناطق، پگماتیت‌ها با سنگ میزبان آذرین و دگرگونی با توجه به شیمی تورمالین با یکدیگر مقایسه می‌شوند. نتایج شیمی تورمالین نشان می‌دهد که آیا پگماتیت‌های منطقه مورد بررسی از نوع ماگمایی است و یا سیال‌های گرمابی نیز در تشکیل آنها نقش دارند.

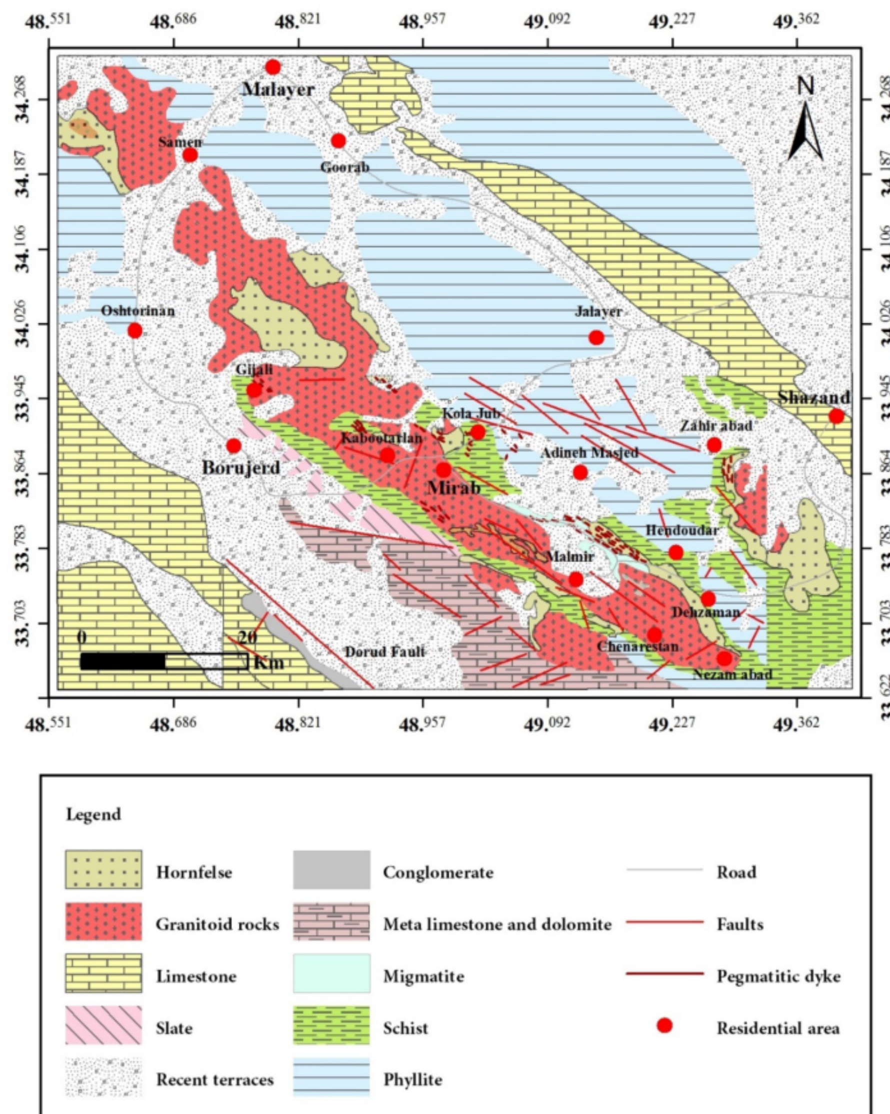
روش بررسی

با توجه به اینکه پگماتیت‌های مناطق مورد بررسی هم دارای میزبان گرانیتی و هم میزبان دگرگونی هستند، سعی شد که از هر دو نوع نمونه‌برداری شود. بر همین اساس، تعداد ۵۰ مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های برداشت شده تهیه شد و به طور میکروسکوپی بررسی شدند. نقاط مشخص شده در مشاهدات میکروسکوپی (تعداد ۱۰ مقطع نازک صیقلی)، برای تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به وسیله دستگاه ریزپردازنده مدل CAMECA X 100 با شرایط ۲۰ کیلوولت و ۲۰ نانو آمپر و با قطر پرتوی یک تا پنج میکرون بررسی شدند.

زمین‌شناسی

پهنه سنندج- سیرجان، پهنه ای زمین ساختی با روند شمال-غربی-جنوب‌شرقی و تاریخچه پیچیده و چند فازی است [۱۳، ۱۴] که طی عمر خود دستخوش چندین فاز دگرگونی و ماگمایی شده است [۱۵-۱۷]. از نظر زمین‌شناسی، پهنه سنندج- سیرجان در منطقه گلپایگان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود [۱۷]. پهنه شمالی آن دارای سنگ‌های فلسیک نفوذی بوده و پهنه جنوبی آن از سنگ‌های دگرگونه تشکیل شده است. گرانیتوئیدهای ملایر در سمت شمالی آن قرار دارند که در فیلیت‌ها و شیست‌های همدان جایگیری نموده‌اند. همچنین، این پهنه میزبان توده‌های گرانیتوییدی بروجرد به سن ژوراسیک میانی است [۶]. واحدهای سنگی آذرین و دگرگونی نظام‌آباد و آستانه (شازند) نیز در بخش جنوبی رخنمون دارند. گستره‌ی مورد بررسی وابسته به فعالیت‌های دگرگونی-آذرین پهنه سنندج-سیرجان بوده و با یک روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی بین ملایر، بروجرد و نظام آباد گسترده شده است (شکل ۲).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی پهنه ملایر- بروجرد- نظام‌آباد (شازند) در پهنه سنندج سیرجان (بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی یکصد هزار ورقه‌های ملایر، شازند و بروجرد).

دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی در همراهی با توده‌های نفوذی موجود و سنگ‌های دگرگونه مجاورتی نزدیک به این توده‌ها از مهمترین سیماهای کانی‌زایی در کنترل زمین‌ساخت در این ناحیه هستند. در جنوب شرق بروجرد در نزدیکی روستای دهگاه و میراب، رگه‌های آپلیتی- پگماتیتی تورمالین-دار در سنگ‌های گرانودیوریتی برونزد دارند که تورمالین در آنها به صورت لکه‌ها یا گرهک‌هایی دیده می‌شود. در چند بخش دیگر از جمله جنوب شرق روستای گیجالی پایین، کلهجوب و جنوب‌غرب روستای کبوترلان، رگه‌های پگماتیتی در واحدهای گرانیتوئیدی و دگرگونی برونزد دارند که دربردارنده تورمالین هستند. تورمالین‌ها در رگه‌های پگماتیتی با میزبان گرانودیوریت به صورت درشت‌بلور تشکیل شده‌اند و دارای رنگ‌های سبز تا آبی هستند. در نزدیکی روستای کبوترلان، رگه‌های پگماتیتی هم در واحد گرانودیوریت و هم در شیست رخنمون دارند و تورمالین به صورت دانه‌ریز تا متوسط با فراوانی ۱۲ تا ۱۵ درصد تشکیل شده است. در اطراف روستای کله جوب، رگه‌های پگماتیتی دربردارنده تورمالین‌های درشت بلور در واحدهای دگرگونی شیست و هورنفلس رخنمون دارند (شکل ۳ الف). در منطقه‌ی سامن- ملایر برونزدهایی از رگه‌های پگماتیتی با سنگ میزبان گرانیتوئیدی و دگرگونی دیده شده است که در برخی مناطق دارای منطقه‌بندی هستند و در مواردی هم منطقه‌بندی وجود ندارد. پگماتیت‌های موجود در این ناحیه بیشتر تورمالین‌دار هستند که میزان کانی‌زایی در آنها متغیر است. تورمالین در این واحدها دارای فراوانی ۱۰ تا

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]

۱۵ درصد است. در منطقه‌ی شازند، هندودر، نظام‌آباد و اطراف آستانه، پگماتیت‌های دارای منطقه‌بندی و با کانه‌زایی تورمالین و مسکوویت‌های درشت با میزبان گرانیتوئیدی و دگرگونی دیده می‌شوند (شکل ۲). رگه‌های پگماتیتی پهنه ملایر- بروجرد- شازند بیشتر در قسمت شرقی توده گرانیتوئیدی ملایر- بروجرد و اغلب هم‌راستا با روند عمومی این توده گرانیتوئیدی واقع شده‌اند و بطور کلی دارای دو میزبان ماگمایی (گرانیتوئیدهای منطقه) و سنگ‌های دگرگونی (شیست و هورنفلس) در کناره-های توده نفوذی هستند (شکل ۳ الف). بیشترین رخنمون واحد آذرین در منطقه‌ی مورد بررسی مربوط به توده‌ی گرانودیوریت-گرانیت آهکی قلیایی است که به صورت یک واحد عدسی مانند با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی دیده می‌شود. بافت عمده‌ی این واحد دانه‌ای بوده و میزبان اصلی دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی است. واحد هورنفلس و پس از آن واحد شیستی، دیگر واحدهای سنگ شناختی مهم منطقه هستند و در کناره توده‌ی نفوذی عدسی شکل و در بخش‌هایی نیز در وسط این توده‌ها دیده می‌شوند. این واحد از آن جهت اهمیت دارد که میزبان دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی است و دایک‌ها در این واحد نفوذ کرده‌اند.

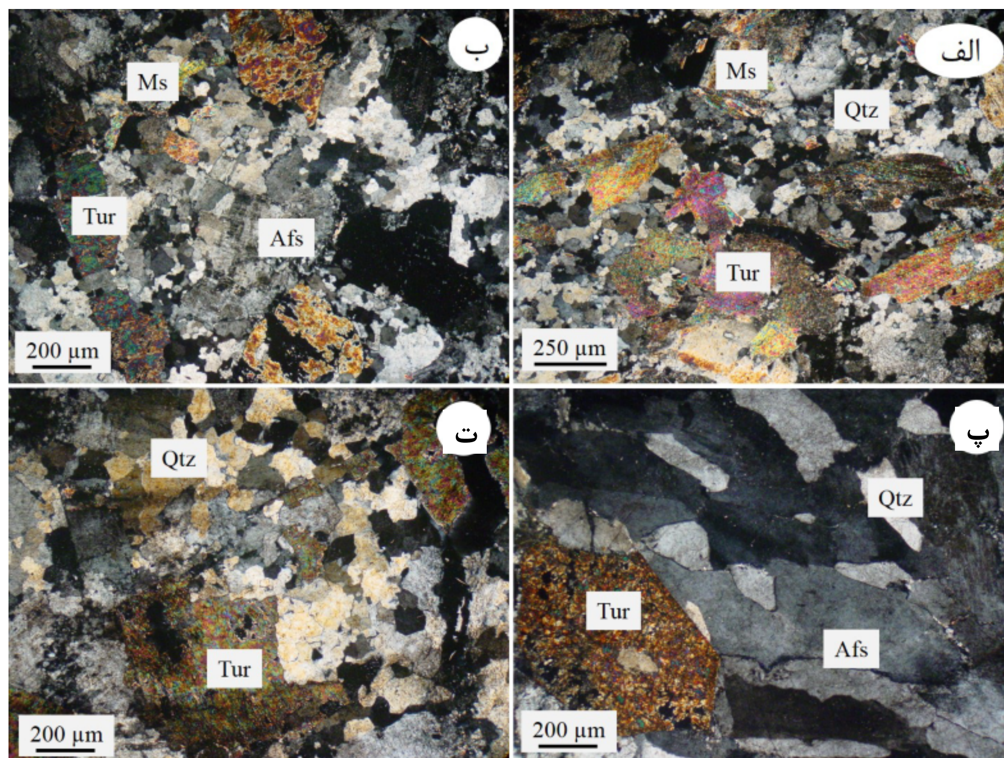
پگماتیت با میزبان گرانیتوئیدی

پگماتیت‌های با میزبان گرانیتوئیدی اغلب بصورت رگه‌ای و دارای منطقه‌بندی هستند. منطقه‌بندی در این پگماتیت‌ها شامل پهنه‌های دیواره، میانی و هسته است (شکل ۳ ب). روند عمومی رگه‌ها بصورت شمال‌غربی - جنوب‌شرقی با راستای N300 تا N350 است. سنگ میزبان این رگه‌های پگماتیتی از نوع گرانیتوئیدی (گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و ...) است که در نمونه دستی کانی‌های کوارتز، فلدسپات‌های درشت و سفیدرنگ، تورمالین سیاه با ساختار منشوری و میله-ای دارند. برخوردگاه این رگه‌های پگماتیتی با سنگ‌های میزبان تیز است و اثری از دگرسانی در آنها دیده نمی‌شود. ترکیب کانی‌شناسی رگه‌های پگماتیتی با میزبان آذرین در بررسی‌های میکروسکوپی بصورت کوارتز+ پلاژیوکلاز+ فلدسپات پتاسیم+ تورمالین ± اکسید آهن است و در بررسی‌های سنگ‌نگاری دارای بافت پگماتوئیدی، گرافیکی و درشت بلور هستند (شکل ۳ پ). منطقه‌بندی در این پگماتیت‌ها متفاوت بوده (در بعضی موارد، منطقه‌بندی وجود ندارد) و متشکل از پهنه دانه‌ریز لبه با کانی‌شناسی کوارتز شیری رنگ+ فلدسپات سفید رنگ+ موسکوویت+ تورمالین سیاه، پهنه دانه متوسط دیواره شامل کوارتز شیری + فلدسپات سفید رنگ+ موسکوویت+ تورمالین سیاه، پهنه دانه درشت میانی شامل کوارتز شیری رنگ+ فلدسپات سفید رنگ+ تورمالین سیاه و پهنه دانه درشت هسته دربردارنده کوارتز صورتی است (شکل ۳ ت). تورمالین‌ها بصورت درشت و فراون و به صورت خودشکل تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۴ الف و ب).



شکل ۳ رخنمون‌های دایک‌های پگماتیت موجود در گستره‌ی مورد بررسی: الف) رگه پگماتیتی در سنگ میزبان هورنفلسی، ب) منطقه‌بندی پگماتیت، پ) شواهد بافت گرافیکی در فلدسپات‌های پگماتیت‌ها، ت) پهنه درشت‌بلور هسته شامل کوارتز صورتی.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از کانی تورمالین (نور XPL) : الف و ب) در پگماتیت‌های با میزبان گرانیتوئیدی. پ و ت) در میزبان دگرگونی. علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس مرجع [۱۸] است.

پگماتیت با میزبان دگرگونی

این پگماتیت‌ها نیز از نوع دارای منطقه‌بندی بوده و بصورت رگه‌ای با راستای N290 تا N350 هستند. سنگ میزبان رگه‌های پگماتیتی، سنگ‌های دگرگونی هورنفلسی و شیستی لبه توده گرانیتوئیدی ملایر- بروجرد هستند (شکل ۳ الف). رنگ رگه‌های پگماتیتی سفید بوده و ترکیب کانی‌شناسی آنها در نمونه‌های دستی بصورت کوارتز شیری تا صورتی، فلدسپات سفید رنگ، تورمالین سیاه و همچنین میکای مسکوویتی و به مقدار کم بیوتیت است. سطح تماس آنها نیز تیز است و اثری از دگرسانی دیده نمی‌شود. منطقه‌بندی در این گروه از پگماتیت‌ها بصورت پهنه دانه‌ریز لبه شامل کوارتز شیری رنگ+ فلدسپات سفید+ میکای سفید± تورمالین سیاه با فراوانی کم، پهنه دانه درشت دیواره شامل کوارتز شیری رنگ+ فلدسپات سفید+ میکای سفید + تورمالین سیاه± گارنت و پهنه دانه‌درشت هسته دربردارنده کوارتز صورتی و شیری رنگ است. در بررسی‌های سنگ‌نگاری آنها دارای بافت پگماتوئیدی و درشت بلور بوده و در بررسی‌های میکروسکوپی شامل کوارتز+ پلاژیوکلاز+ فلدسپات پتاسیک+ تورمالین+ مسکوویت ± بیوتیت± گارنت هستند. تورمالین بصورت درشت و فراوان است و در مواردی نیز به صورت ریزبلور تشکیل شده است (شکل‌های ۴ پ و ت). مسکوویت نیز درشت‌بلور و فراوان بوده و فراوانی آن بیشتر از بیوتیت است.

شیمی تورمالین

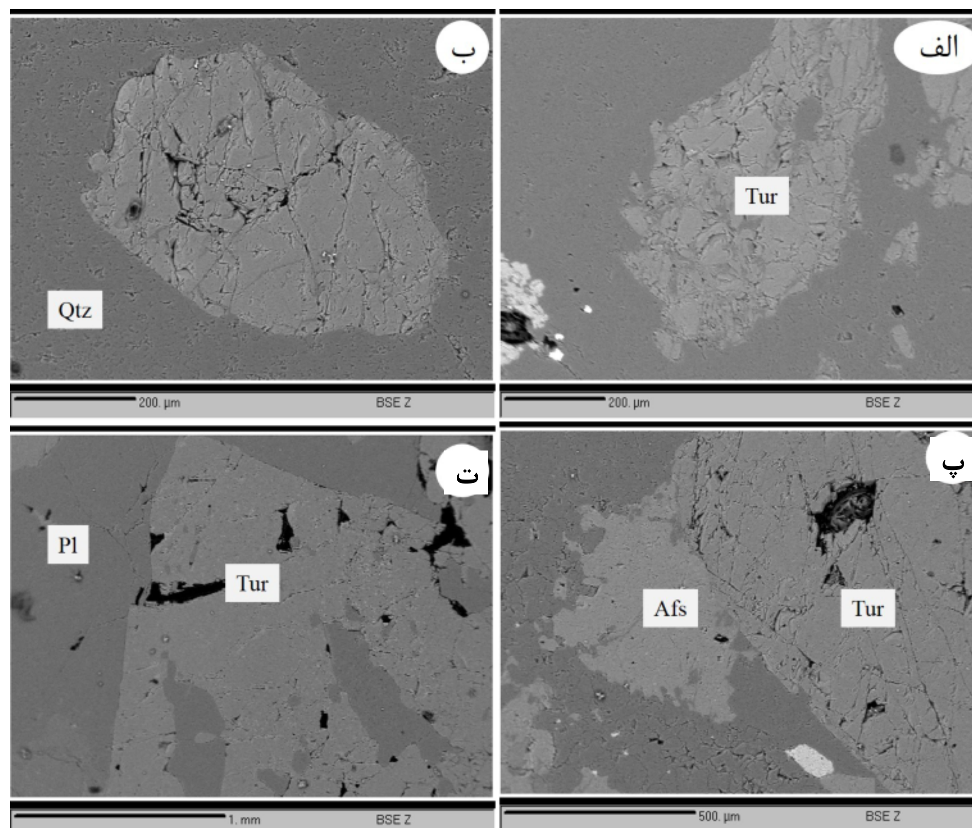
نتایج تجزیه شیمیایی تورمالین‌های مناطق مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است و تصاویر میکروسکوپ الکترونی آنها در شکل ۵ نشان داده شده است. برای تشخیص نوع تورمالین‌ها و بررسی تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Fe، Mg, Al, Ti، Na و Ca از نمودارهای دوتایی استفاده شد (شکل‌های ۶ و ۷). براساس نمودار Xvacan/ (Xvacan+Na) نسبت به Fe/Fe+Mg) در شکل ۶ الف [۱۹]، همه تورمالین‌ها در گستره‌ی بین شورلیت- فوئیتیت با تمرکز بیشتر در منطقه شورلیت قرار گرفته‌اند. در این نمودار، نمونه‌های منطقه آستانه تمایل به تورمالین نوع دراویت دارند. نمودار Ca/(Ca+Na) نسبت به Fe/(Fe+Mg) (شکل ۶ ب) [۲۰] جهت تعیین نوع تورمالین‌ها استفاده شد. در این نمودار نیز نمونه‌های تورمالینی در گستره شورلیت واقع شده‌اند و نمونه‌های منطقه شازند تا منطقه دراویت ادامه پیدا کرده‌اند. نمودار Na/(Na+X-vacan) نسبت به AlY/(AlY+Fe) (شکل ۶ پ) [۲۱، ۲۲] نیز نشان

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]

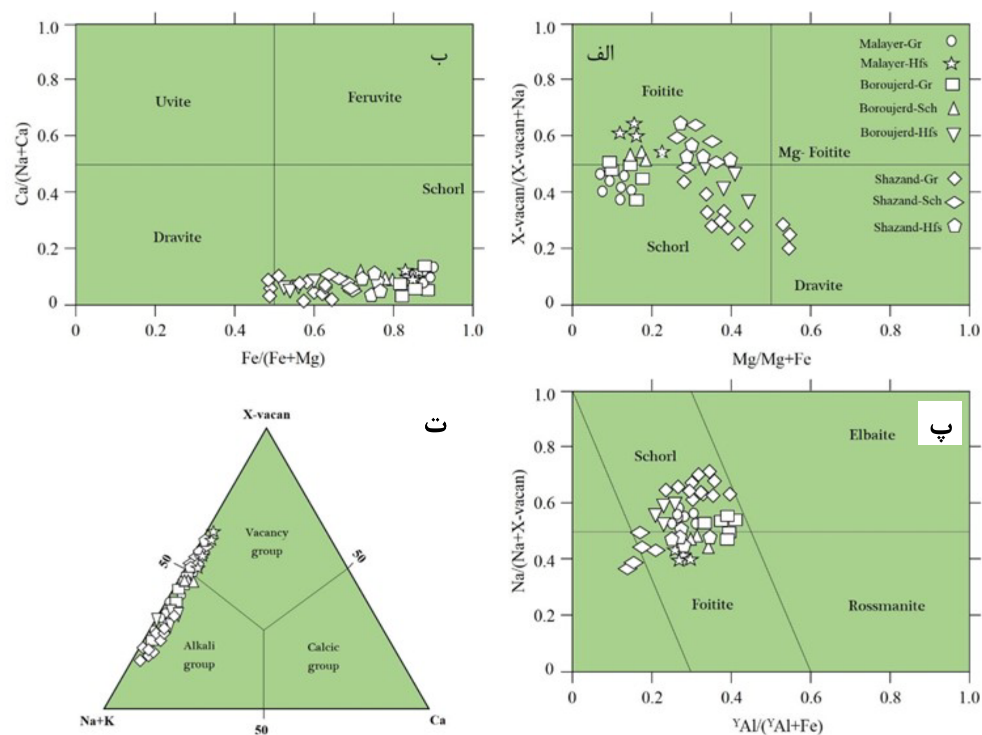
می‌دهد که تورمالین‌های مورد بررسی در گستره شورلیت-فوئیتیت با تمرکز بیشتر در منطقه شورلیت قرار گرفته‌اند. براساس مقادیر K، Na و Ca، و وجود یا عدم وجود فضای خالی در جایگاه X (Xvacan)، تورمالین‌ها را به سه گروه تورمالین‌های کلسیمی، قلیایی و تورمالین‌هایی که جایگاه X آنها خالی است تقسیم می‌کنند [۲۳]. با توجه به شکل ۶ ت، نمونه‌های تورمالین مورد بررسی وابسته به نوع قلیایی‌ها بوده و اشباع از Al هستند و فقط برخی از نمونه‌های مربوط به سنگ میزبان دگرگونی در جایگاه X خالی قرار می‌گیرند که این امر مربوط به پائین بودن مقادیر Na و K موجود در جایگاه X در مقایسه با مقدار Ca است [۲۴].

جدول ۱ میانگین تجزیه مایکروپروب از ترکیب تورمالین‌های با میزبان گرانیتوئیدی و دگرگونی در مناطق ملایر-بروجرد و شازند. برآمده از تجزیه ریزپردازشی مقدار H_2O، B_2O_3 و Li_2O به روش عنصرسنجی محاسبه شده است.

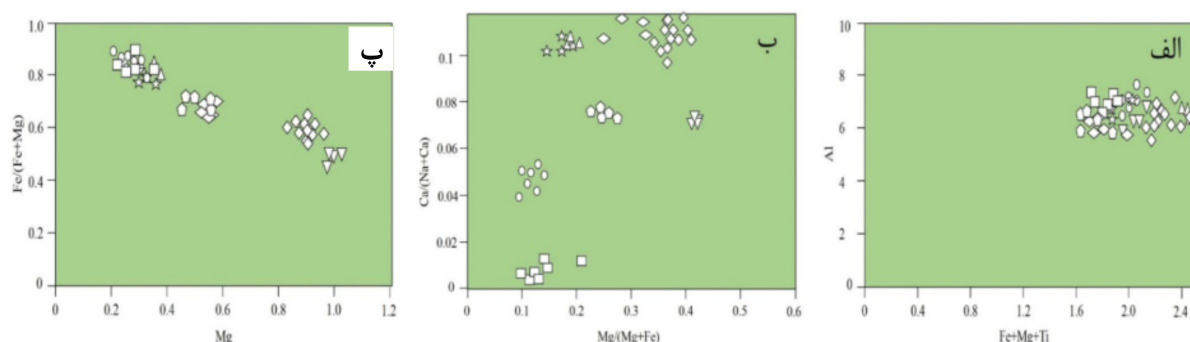
	M-Granite N=7	M-Hornfels N=4	B-Granite N=6	B-Schist N=3	B- Hornfels N=4	Sh-Granite N=12	Sh-Schist N=5	Sh- Hornfels N=5
SiO_2	۳۶٫۷۵۴۴	۳۵٫۱۱	۳۶٫۲۷	۳۵٫۱۷	۳۴٫۱۵	۳۵٫۲۲	۳۵٫۶۷	۳۵٫۰۰
TiO_2	۰٫۳۷	۰٫۷۵	۰٫۰۷	۰٫۷۷	۰٫۷۹	۰٫۸۷	۰٫۷۴	۰٫۴۳
Al_2O_3	۳۵٫۶۹	۳۴٫۲۸	۳۶٫۳۷	۳۵٫۸۰	۳۳٫۹۴	۳۴٫۹۵	۳۵٫۵۸	۳۴٫۴۵
FeO	۱۳٫۱۱	۱۰٫۹۶	۱۲٫۴۲	۱۱٫۶۴	۹٫۴۵	۹٫۶۱	۱۰٫۶۰	۱۰٫۲۰
MnO	۰٫۱۵	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۴
MgO	۰٫۹۵	۱٫۲۳	۰٫۹۳	۱٫۴۸	۴٫۰۳	۳٫۵۷	۲٫۲۴	۲٫۱۱
CaO	۰٫۱۹	۰٫۳۷	۰٫۰۶	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۵۵	۰٫۳۶	۰٫۱۸
Na_2O	۱٫۷۱	۱٫۱۱	۱٫۵۷	۱٫۴۶	۱٫۲۸	۱٫۷۹	۱٫۱۵	۱٫۲۱
K_2O	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴
F	۰٫۵۷	۰٫۲۱	۰٫۷۵	۰٫۲۶	۰٫۰۸	۰٫۷۷	۰٫۲۱	۰٫۳۲
H_2O	۲٫۸۷	۳٫۶۸	۲٫۶۴	۳٫۴۶	۳٫۲۳	۳٫۶۱	۳٫۴۴	۳٫۶۷
B_2O_3	۹٫۰۰	۱۰٫۸۵	۹٫۲۱	۱۰٫۸۱	۱۰٫۷۰	۹٫۴۷	۱۰٫۲۰	۱۰٫۴۲
Li_2O	۰٫۶۸	۰٫۸۸	۰٫۶۶	۰٫۸۷	۰٫۷۴	۰٫۷۸	۰٫۸۵	۰٫۶۶
O=F	۰٫۲۴	۰٫۰۹	۰٫۳۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۳۲	۰٫۰۹	۰٫۱۳
کل	۱۰۱٫۶۳	۹۹٫۴۶	۱۰۰٫۷۹	۱۰۱٫۳۳	۹۹٫۲۵	۱۰۱٫۳۱	۱۰۱٫۱۳	۹۸٫۷۳
فرمول ساختاری بر پایه ۳۱ انیون (O, OH, F)								
Si^{4+}	۶٫۰۸	۵٫۸۱	۶٫۰۵	۵٫۷۸	۵٫۷۰	۵٫۷۸	۵٫۸۴	۵٫۸۴
Al^{3+}	۰٫۰۱	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۲۱	۰٫۲۹	۰٫۲۱	۰٫۱۵	۰٫۱۵
جایگاه T مجموع	۶٫۰۹	۵٫۹۸	۶٫۰۷	۵٫۹۹	۵٫۹۹	۵٫۹۹	۵٫۹۹	۵٫۹۹
B^{3+}	۲٫۵۸	۳٫۱۰	۲٫۶۵	۳٫۰۳	۳٫۰۸	۲٫۶۸	۲٫۸۸	۳٫۰۰
Al^{3+}	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰
جایگاه Z مجموع	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰
Al^{3+}	۱٫۰۰	۰٫۵۱	۱٫۱۶	۰٫۷۲	۰٫۳۸	۰٫۵۵	۰٫۲۲	۰٫۶۲
Ti^{4+}	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۵
Mg^{2+}	۰٫۲۳	۰٫۳۰	۰٫۲۳	۰٫۳۶	۱٫۰۰	۰٫۸۷	۰٫۵۴	۰٫۵۲
Mn^{2+}	۰٫۰۲	۰٫۵۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۱٫۸۲	۱٫۵۲	۱٫۷۳	۱٫۶۰	۱٫۳۲	۱٫۳۲	۱٫۴۵	۱٫۴۲
Li^{+*}	۰٫۴۵	۰٫۵۸	۰٫۴۴	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۵۶	۰٫۴۴
جایگاه Y مجموع	۳٫۵۶	۳٫۵۱	۳٫۵۷	۴٫۲۶	۳٫۲۸	۳٫۳۶	۲٫۸۷	۳٫۰۵
Ca^{2+}	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۳
Na^{+}	۰٫۵۵	۰٫۳۵	۰٫۵۰	۰٫۴۰	۰٫۵۸	۰٫۵۷	۰٫۳۶	۰٫۳۹
K^{+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
جایگاه X مجموع	۰٫۵۸	۰٫۴۱	۰٫۵۱	۰٫۴۶	۰٫۶۴	۰٫۶۶	۰٫۴۲	۰٫۴۲
OH^{-}	۳٫۱۸	۴٫۰۷	۲٫۹۴	۳٫۵۴	۳٫۹۹	۳٫۹۵	۳٫۷۶	۴٫۰۸
F^{-}	۰٫۳۰	۰٫۱۱	۰٫۳۹	۰٫۰۴	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۱۰	۰٫۱۶



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از کانی تورمالین در پگماتیت‌های با میزبان گرانیتوئیدی و دگرگونی، الف) تورمالین‌های ملایر، ب و پ) تورمالین-های خودشکل و درشت‌بلور بروجرد، و ت) تورمالین‌های شازند.



شکل ۶ جایگاه تورمالین‌های مورد بررسی در نمودارهای، الف) Xvacan/Xvacan+Na نسبت به Fe/Fe+Mg [۱۹]، ب) Ca/(Ca+Na)نسبت به Fe/(Fe+Mg) [۲۰]، پ) Na/(Na+X-vacan) نسبت به $Al^{Y}/(Al^{Y}+Fe)$ ، [۲۱، ۲۲] و ت) نمودار مثلثی Ca-X-vacan-Na+K [۲۳].



شکل ۷ نمودارهای دوتایی عناصر برای تعیین ترکیب انواع تورمالین مورد بررسی: الف) نمودار Al نسبت به Fe+Mg+Ti [۲۰]، ب) نمودار Ca/(Ca+Na) نسبت به Mg/(Fe+Mg) ، [۲۵] و پ) نمودار Mg نسبت به Fe/(Fe+Mg).

نمودار Al نسبت به (Fe+Mg+Ti) (شکل ۷ الف) جهت بررسی میزان جدایش تورمالین‌های منطقه مورد بررسی استفاده شده است [۲۰]. در این ارتباط هر چه پگماتیت‌ها جدایش یافته‌تر می‌شوند از مقدار آهن، منیزیم و تیتانیوم تورمالین کاسته می‌شود. براساس این نمودار تورمالین‌های مورد بررسی دارای مقادیر بالایی از آهن، منیزیم و تیتانیوم هستند و در نتیجه جدایش یافتگی اندکی دارند (شکل ۷ الف). نمودار Ca/(Ca+Na) نسبت به Mg/(Mg+Fe) [۲۵]، جهت بررسی میزان آلودگی رخساره پگماتیتی با سنگ‌های مافیکی منطقه بکار می‌رود که هرچه رخساره پگماتیتی دارای آلودگی بیشتری باشد مقدار آهن، منیزیم و تیتانیوم تورمالین‌ها افزایش می‌یابد. در این نمودار، چنان که دیده می‌شود پگماتیت‌های منطقه دارای مقادیر کم منیزیم و آهن بوده و فاقد آلودگی با سنگ-های مافیک هستند (شکل ۷ ب). نمونه‌های با میزبان گرانیتوئیدی دارای مقادیر بیشتری سدیم نسبت به نمونه‌های با میزبان دگرگونی هستند. نمودار Fe/(Fe+Mg) نسبت به Mg (شکل ۷ پ) برای نمایش غنی‌شدگی تورمالین‌ها از منیزیم و آهن بوده و چنان که دیده می‌شود نمونه‌های تورمالینی مورد بررسی دارای بیشترین مقدار Fe/(Fe+Mg) و کمترین مقدار منیزیم در منطقه ملایر و بروجرد (به‌ویژه با میزبان گرانیتوئیدی) و برعکس بیشترین مقدار منیزیم در نمونه‌های با میزبان دگرگونی و نزدیک به منطقه بروجرد و شازند هستند [۲۶].

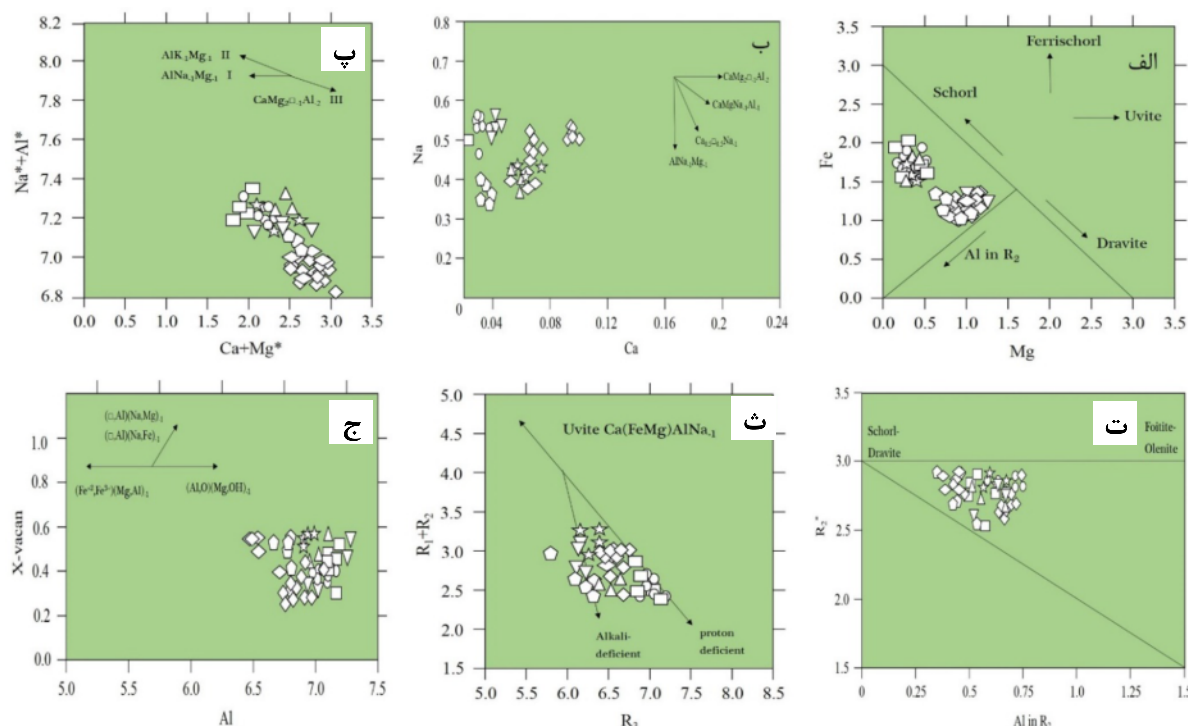
برای جانشینی عناصر در کانی تورمالین از مجموعه‌ای از نمودارهای دوتایی استفاده شد (شکل ۸). در نمودار Mg نسبت به Fe [۲۴]، ترکیب شورل- دراویت روی خط $\sum(Fe + Mg) = ۳$ قرار می‌گیرد و نمونه‌هایی که زیر این خط قرار دارند بصورت جانشینی Al در جایگاه Y در می‌آیند. چنان که از این نمودار پیداست، هرچه مقدار Fe+Mg کمتر باشد، جانشینی Al در جایگاه Y بیشتر می‌شود (جایگاه Y آنها خالی است). این کمبود در جایگاه Y را می‌توان با فعالیت مولفه‌ی جانشینی البائیت $Al(Fe,Mg) – 22 + Li$ توجیه کرد. یعنی عملکرد این جانشینی باعث می‌شود که Li و Al جایگزین مقادیری از Fe و Mg در جایگاه Y شود. بر اساس نمودار شکل ۸ الف، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در گستره با Mg کمتر از Fe یعنی شورلیت قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار Ca نسبت به Na [۲۷]، تورمالین‌های تجزیه شده دارای Ca<۰/۱ هستند که نشانه‌ی مقادیر ناچیز اوویت در ساختار این کانی است (شکل ۸ ب). همچنین پراکندگی داده‌های تورمالین در این نمودار نشان می‌دهد که جایگزین‌هایی مانند Ca0.5□0.5Na-1، X-vacan و AlNa-1Mg-1 موثر هستند که بیانگر تشکیل فضاهای خالی در جایگاه X است [۲۹،۲۸]. داده‌ها در نمودار Ca+Mg* نسبت به Na*+Al* یک برازش خطی وارون را نشان می‌دهد که نشان دهنده‌ی درجه کم جانشینی اوویت است (شکل ۸ پ). نمودار R2* نسبت به Al درR2 (شکل ۸ ت)، نشان می‌دهند که جایگاه Y همه نمونه‌های تجزیه شده، به‌طور کامل پرنشده است. کمبود در این جایگاه را می‌توان تا حدی با جانشینی البائیت (جانشینی لیتیم) توجیه کرد؛ یعنی عملکرد این جانشینی باعث می‌شود که Li و Al جایگزین مقداری از Fe و Mg موجود در جایگاه Y شود [۲۴].

به‌منظور بررسی وجود یا نبود جانشینی عنصری در تورمالین‌های مورد بررسی از نمودار $R_1 + R_2$ نسبت به R_3 نیز استفاده شد [۲۵]. نمودار بر گرفته شده از مرجع [۲۶] که برپایه $x + y$ نسبت به z است ($x = R_1 = Ca + Na$, $y = R_2 = Fe + Mg + Mn$, $z = R_3 = Al + 1.33Ti$) خود بر اساس نمودار پایه ارائه شده توسط منینگ [۳۰] است (شکل

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]

۸ ث). احتمال جانشینی‌های کاتیونی در تورمالین که منجر به تغییر ترکیبی آن می‌شود در این شکل دیده می‌شود. در این شکل، ترکیب شورلیت- دراویت نزدیک به مرکز نمودار قرار می‌گیرد ($R_1+R_2=4$, $R_3=6$). به نظر ترامبال و همکارش [۲۶]، تورمالین‌های گرمابی نسبت به شورلیت- دراویت از آلومینیوم فقیرتر و تورمالین‌های گرانیتی و پگماتیتی از آلومینیوم غنی‌تر هستند. براساس شکل ۸ ث، نمونه‌ها بیشتر غنی از آلومنیوم هستند که احتمالاً بیانگر دو نوع جانشینی است که عبارتند از:

۱) جانشینی {(Mg,Fe)Na}{(□Al)}-1، که نشان‌دهنده تورمالین‌های ناقص از نظر قلیایی است و ۲) جانشینی (Al,O){(Mg,Fe)OH}-1 که نشان‌دهنده تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌زدایی است. باتوجه به بالا بودن مقدار آلومینیوم در تورمالین‌های با میزبان گرانیتی و به مقدار کمتر در میزبان دگرگونی، جانشینی‌های بیان شده در این نوع تورمالین‌ها رخ می‌دهد و در این حالت نمونه‌ها در گستره بین دو بردار بالا قرار می‌گیرند. برعکس، برخی از نمونه‌ها که بیشتر وابسته به تورمالین‌های با میزبان دگرگونی هورنفلسی هستند، از آلومینیوم فقیرترند و در آنها چنین جانشینی‌هایی صورت نمی‌گیرد و تمایل به سمت خارج از گستره بین دو نمودار نشان می‌دهند. در شکل ۸ ث دیده می‌شود که بیشتر تورمالین‌های مورد بررسی دارای روند بر تورمالین‌های ناقص از نظر قلیایی قرار گرفته و آن را قطع می‌کنند و در عین حال به بردار تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌زدایی نزدیک هستند و در واقع بین دو بردار قرار می‌گیرند. این وضعیت نشان از ماگمایی بودن تورمالین‌ها دارد. نمونه‌هایی که تمایل به گستره خارج از بین این دو بردار نشان می‌دهند، به عبارتی می‌تواند شواهد گرمابی بودن آنها را تایید کند. در نمودار شکل ۸ ج، نمونه‌های مورد بررسی بر اساس X-vacan نسبت به Al مرتب شده‌اند و نشان می‌دهند که مقدار Al در جایگاه Y بالا بوده که احتمالاً به‌علت جانشینی (Al,O)(Mg,OH)-1 است [۲۹].



شکل ۸ الف) در نمودار Fe نسبت به Mg که براساس آن نمونه‌های مورد بررسی از نسبت آهن بیشتری برخوردار بوده و از نوع شورلیت هستند و ب) نمودار Na نسبت به Ca که نشان می‌دهد که تورمالین‌های تجزیه شده دارای $Ca < ۰/۱$ هستند، پ) نمودار Ca+Mg* نسبت به Na*+Al* که برازش خطی وارون آن نشان دهنده‌ی درجه کم جانشینی اویت است، ت) نمودار R_2 نسبت به Al در R_2 که نشان می‌دهد که جایگاه Y نمونه‌های تجزیه شده به طور کامل پر نشده است، ث) نمودار R_1+R_2 نسبت به R_3 که نشان دهنده ترکیب آرمانی شورلیت-دراویت (محل تقاطع بردارها) و بنابراین جانشینی اویت (بردار بالایی) و جانشینی‌های تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌زدایی و قلیایی (نمودارهای پایینی) است، ج) که نمودار X-vacan نسبت به Al که جانشینی (Al,O)(Mg,OH)-1 را نشان داده است.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]

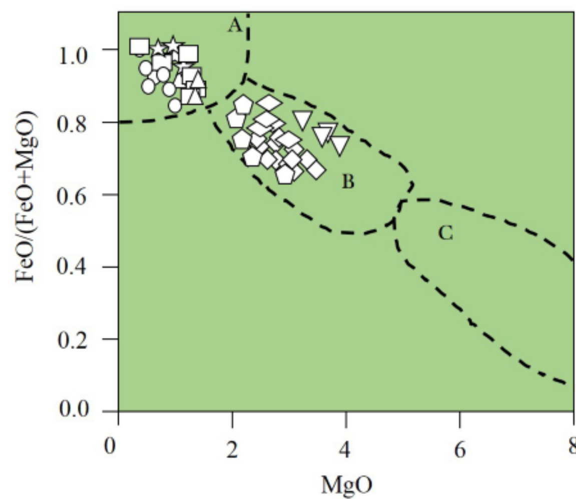
بحث و بررسی

تورمالین‌های منطقه ملایر، بروجرد و شازند دارای سنگ‌های میزبان مختلف گرانیتوئیدی، شیست و هورنفلس (دگرگونی) هستند. تورمالین‌های ماگمایی در اصل دارای ترکیب شورلیت هستند [۱۹] و در مقایسه با تورمالین‌های گرمابی دارای مقادیر Al بالاتر و کمبود بیشتر در جایگاه X هستند [۲۵]. همچنین بالا بودن نسبت Fe به Mg در تورمالین‌ها نشان از تشکیل آن‌ها در شرایط ماگمایی دارد [۳۱]. با توجه به رده‌بندی تورمالین‌ها، تورمالین‌های مورد بررسی از نوع شورلیت-فوئیتیت هستند (شکل ۶) و مقادیر Fe در تورمالین‌های بررسی شده بیشتر از Mg است. مقدار Mg بالاتر در تورمالین و از طرف دیگر بالا بودن نسبت Fe^{2+} به منیزیم در تورمالین، نشاندهنده تشکیل آنها در شرایط ماگمایی است. مقادیر FeO* = FeO/FeO + MgO نسبت به درصد وزنی MgO تورمالین‌های وابسته به کانی‌سازی قلع و قلع-تنگستن درگرانیت‌های جنوب آفریقا- نامیبیا و نیوزیلند بررسی شده [۳۲] و تغییرات اصولی در مقدار FeO* نهشته‌های درون گرانیتی (Endogranite) و سامانه‌های رگه‌ای که در فاصله دورتر از منبع گرانیتی جایگزین شده‌اند، گزارش شده است. این نسبت با فاصله گرفتن از منبع تغذیه‌کننده‌ی سیال، کوچکتر می‌شود. مقادیر FeO* در تورمالین (FeO/FeO+MgO) اگر بیش از ۰٫۸ باشد بیانگر بسته بودن سیستم ماگمایی، عدم دخالت شاره‌ها و آلایش آنها با رسوبات غنی از آلومینیوم است و چنانکه کمتر از ۰٫۶ باشد نشانه‌ای از یک خاستگاه خارجی همراه با ته‌نشست‌های غنی از Al است [۳۴،۳۳]. چنانکه در شکل ۹ دیده می‌شود، برای تورمالین‌های منطقه ملایر و بروجرد (به‌جز پگماتیت‌های با میزبان هورنفلس)، این نسبت بیش از ۰٫۸ است که اشاره به ریشه گرفتن بور از شاره‌های ماگمایی مراحل تاخیری دارد و این تورمالین‌ها خاستگاه ماگمایی نشان می‌دهند. برای تورمالین‌های منطقه شازند، این نسبت بین ۰٫۸ تا ۰٫۶ بوده که نشان دهنده نقش سیال‌های گرمابی و همچنین فاصله از منبع تغذیه کننده است. مقدار FeO/FeO+MgO با فاصله گرفتن از گرمای توده گرانیتی کوچکتر و برعکس مقدار MgO بیشتر می‌شود. با توجه به اینکه این نسبت در تورمالین‌های منطقه ملایر و بروجرد بین ۰٫۸ تا ۱ است، می توان نتیجه گرفت که رگه‌های پگماتیتی نزدیک به توده‌های گرانیتوئیدی منطقه هستند که البته این امر از شواهد صحرایی نیز کاملاً مشهود بود. همچنین از پگماتیت-های منطقه ملایر به سمت شازند، این نسبت کمتر می‌شود که نشان‌دهنده افزایش فاصله نسبت به توده گرانیتوئیدی تغذیه کننده است.

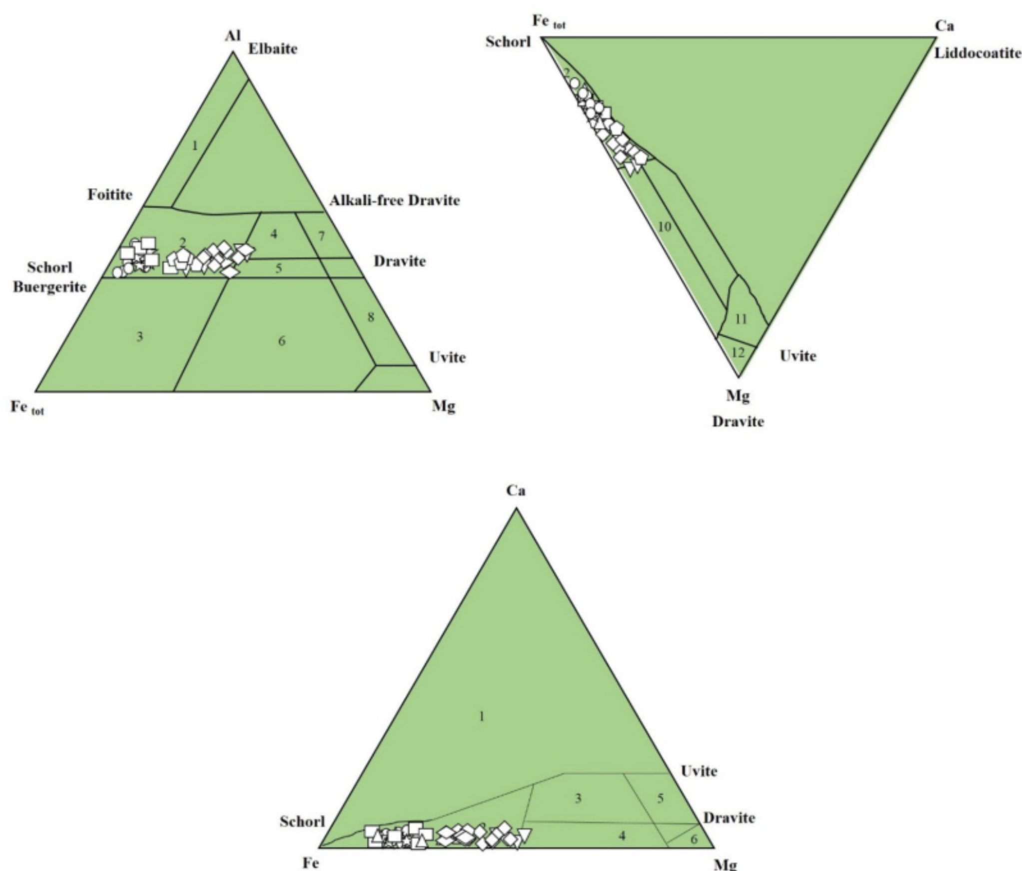
در شکل ۱۰ [۳۵]، نامگذاری تورمالین‌ها بر روی نمودارهای مثلثی Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg ارائه شده است. براساس این نمودارها، تورمالین‌های مورد بررسی وابسته به عضو انتهایی شورلیت- دراویت با تمایل به سمت شورلیت هستند که بیانگر بالا بودن مقدار آهن در مقایسه با منیزیم در ترکیب شیمیایی نمونه‌ها و همچنین احتمالاً وجود سیال‌های آبدار غنی از بور از خاستگاه ماگمایی (ماگمای مولد توده‌های گرانیتوئیدی) و سپس گرمابی است [۳۶]. شورلیت در گرانیت-ها و پگماتیت‌ها معمول‌تر است، زیرا آنها طی تبلور جدایشی از منیزیم تهی می‌شوند. همچنین در این نمودارها سنگ منبع تورمالین نیز قابل تشخیص است که دیده می‌شود که بیشتر نمونه‌ها در گستره خاستگاه گرانیتوئیدهای فقیر از Li و آپلیت و پگماتیت‌های وابسته به آن قرار می‌گیرند. گفتنی است که برخی از نمونه‌ها (به ویژه نمونه‌های بررسی شده در منطقه شازند)، تمایل به مرز متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها نشان می-دهند.

در برخی از تورمالین‌های مورد بررسی، منطقه‌بندی مشخصی دیده می‌شود که احتمالاً اشاره بر خاستگاه گرمابی تورمالین دارد و بیانگر تغییرات ناگهانی دما، فشار و ترکیب شیمیایی است و یا شرایط تبلور غیرتعادلی سریع تورمالین را در سیستم‌های باز نشان می‌دهد [۲۴]. همچنین، به اعتقاد وسبراد و همکاران [۳۷] هر چه از شرایط ماگمایی به شرایط گرمابی نزدیک می‌شویم، تورمالین در مقدار کمتر بور و طیف گسترده‌ای از ترکیب‌ها نسبت به شرایط ماگمایی بوجود می‌آید. بنابراین، رگه‌های پگماتیتی موجود در سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئیدی شازند که دارای مقادیر بالاتر منیزیم هستند و همچنین در فاصله دورتری از توده گرانیتی واقع شده‌اند، احتمالاً پس از نفوذ توده اصلی گرانیتی و در اثر نفوذ دوباره ماگما و سیال‌های گرمابی ایجاد شده بوجود آمده‌اند.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]



شکل ۹ نمودار FeO* نسبت به MgO که نشان دهنده گستره تشکیل تورمالین‌های درون گرانیت تا نزدیک به توده گرانیتوئیدی (A)، نزدیک بـه توده گرانیتوئیدی تا حدواسط (B) و تورمالین‌های دور از توده گرانیتوئیدی است (C) [۳۲].



شکل ۱۰ جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای مثلثی Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg، ۱: گرانیتوئیدهای غنی از لیتیوم، پگماتیت‌ها و آپلیت-های وابسته به آنها، ۲: گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته، ۳: سنگ‌های کوارتز تورمالین سرشار از Fe^{3+}، ۴) متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با یک فاز اشباع از آلومینیوم، ۵) متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های ناهمزیست با یک فاز اشباع از آلومینیوم، ۶) سنگ‌های کالک سیلیکاته، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز- تورمالین سرشار از Fe^{3+}، ۷) الترامافیک‌های دگرگون شده و ته نشست‌های دگرگون شده غنی از وانادیوم و کروم، ۸) متاکربنات‌ها و متاپیروکسنیت‌ها، ۹) سنگ‌های آهکی سیلیکاته، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های غنی از کلسیم، ۱۰) سنگ‌های کوارتز تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از کلسیم، ۱۱) متاکربنات‌ها و ۱۲) الترامافیک‌های دگرگون شده [۳۵].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]

برداشت

رگه‌های پگماتیت منطقه ملایر-بروجرد-شازند دارای میزبان گرانیتوئیدی و دگرگونی هستند. ترکیب اصلی پگماتیت‌های منطقه شامل کوارتز+ فلدسپات+ تورمالین سیاه+ مسکوویت است. بر اساس نمودارهای مختلف برای نام‌گذاری تورمالین‌ها رسم شد (شکل ۶)، بیشتر تورمالین‌های منطقه ملایر و بروجرد از نوع شورلیت-فوئیتیت و تورمالین‌های منطقه شازند نیز از نوع شورلیت-فوئیتیت با تمایلی به سمت دراویت هستند. بر اساس جانشینی‌های کاتیونی، تورمالین‌های مورد بررسی در مرز بین گروه قلیایی و گروه با فضای خالی جایگاه X قرار می‌گیرند. تورمالین‌های ماگمایی خودشکل و بدون منطقه‌بندی هستند و وجود این تورمالین‌ها در میزبان گرانیتوئیدی ملایر و بروجرد نشان‌دهنده غنی‌بودن ماگمای خاستگاه این گرانیتوئیدها از بور است. از طرفی، وجود تورمالین‌هایی با منطقه‌بندی مشخص در منطقه شازند خاستگاه گرمابی را تایید می‌کند. بنابراین می‌توان گفت که تورمالین‌های مورد بررسی دارای دو خاستگاه ماگمایی و گرمابی هستند؛ وجود ساختار منطقه‌بندی در تورمالین و ترکیب گسترده‌ی شورلیت-فوئیتیت-دراویت (شکل ۷)، رگه‌ای بودن پگماتیت‌ها و تمایل به قرار گرفتن در گستره خارجی بردارهای مربوط به تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌ها و قلیایی‌ها (شکل ۸ ث) نشان دهنده خاستگاه گرمابی است و بالا بودن نسبت آهن به منیزیم (شکل‌های ۷ الف و ۸ الف) و همچنین مقادیر بالای آلومینیوم و قرار گرفتن بیشتر نمونه‌ها در بین دو بردار مربوط به تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌ها و قلیایی‌ها (شکل ۸ ث) و سرانجام ترکیب غالب شورلیت (شکل ۶) برای تورمالین‌ها نشان از خاستگاه ماگمایی دارد. با توجه به نمودارهای ارائه شده و افزایش فاصله از توده گرانیتوئیدی از سمت ملایر به شازند (شکل ۹) و افزایش مقادیر منیزیم نسبت به آهن از سمت ملایر به شازند، و ترکیب غالب شورلیت-فوئیتیت در ملایر و بروجرد و حضور دراویت در تورمالین‌های شازند، می‌توان گفت که تورمالین‌های منطقه ملایر و بروجرد (با میزبان گرانیتوئیدی) دارای خاستگاه ماگمایی و نزدیک به توده گرانیتی هستند و تورمالین‌های منطقه شازند از نوع گرمابی (ماگمایی تاخیری) با میزبان گرانیتوئیدی و دگرگونی و دارای فاصله بیشتر از خاستگاه هستند. همچنین مقادیر $FeO^*=FeO/FeO+MgO$ برای تورمالین‌های مورد بررسی در دو گروه بالای ۰/۸ و کمتر از ۰/۸ قرار می‌گیرند که اشاره به ریشه گرفتن بور از شاره‌های ماگمایی تاخیری دارد. این شاره‌های دارای بور در منطقه شازند از نوع گرمابی و در مناطق ملایر و بروجرد از نوع ماگمایی هستند.

مراجع

[1] Slack J. F., Herriman N., Barnes R. G., Plimer I. R., "*Stratiform tourmalinites in metamorphic terrenes and their geologic significance*", Geology 12 (1984) 713-716.

[2] Asnaashari A., Hassanzadeh J., *" arctic magmatism in middle part of Sanandaj-Sirjan Zone (West of Iran) and geochemical relations on granitoids (in Persian)",* Iranian Journal of Geology. 30 (2014) 85-96.

[3] Siahcheshm K., Didar P., Bayat S., Jahangiri A., "*Mineralogy and Petrochemical Evaluation in Pegmatites of Boroujerd-Malayer-Shazand* (northern parts of Sanandaj-Sirjan)", The 36th National and the 3rd International Geosciences Congress of Iran (2018).

[4] Salami S., "*petrology and mineral chemistry in east of Boroujerd (in Persian)*" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2016) 19-23.

[5] Mirsepahvand F., Tahmasbi Z., "*Geochemistry and source determination of tourmalines in Boroujerd area', Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (in Persian)*" (2012) 20 2 281-292.

[6] Ahmadi-Khalaji A.," *petrology and petrofabric of intrusion and metamorphic rocks in Boroujerd (in Persian)*" M.Sc. thesis university of Tehran (1999).

[7] Esmaeily D., Mohamadi H., Haghnazar M., "*Comparison of chemical composition of tourmaline in tin and tungsten bearing quaryz-tourmaline veins (Shah-kuh area, east of Iran and Nezam abad, west of Iran)*" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 17 (2009) 343-356.

[8] Tahmasbi Z., Ahmadi-Khalai A., Rajaeihe M., "*Tourmalinization in Astane granitoids (soth west Arak)*" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 17 (2009) 369-380.

[9] Masoudi F., "*Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak-*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]

[19] Slack J.F., Palmer M.R., Stevens B.P.J., Barnes R.G., "*Origin significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia*", Economic Geology 88 (1993) 505-541.

[20] Selway J.B., Novák, M., Černý P. Hawthorne F.C., "*Compositional evolution of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites*". Europian Journal of Mineralogy 11(1999) 569-584.

[21] Von Goerne G., Franz G., "*Synthesis of Ca-tourmaline in the system CaO–MgO–Al2O3–SiO2–B2O3–H2O–HCl*". Mineralogy and Petrology 69 (2000) 161-182.

[22] Von Goerne G., Franz G., Heinrich W., "*Synthesis of tourmaline solid solutions in the system Na2O–MgO–Al2O3–SiO2–B2O3–H2O–HCl and the distribution of Na between tourmaline and fluid at 300 to 700°C and 200 MPa.*" Contribution to Mineralogy and Petrology, 141 (2001) 160-173.

[23] Hawthorne F. C., Henry D. J., "*Classification of the minerals of the tourmaline group*", European Journal of Mineralogy 11 (1999) 201-215.

[24] London D., Manning D.A.C., "*Chemical variation and significance of tourmaline from SW England*", Economic Geology (1995) 495-519.

[25] Tindle A.G., Breaks F.W., Selway J.B., "*Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from the Pakeagama Lake and Separation Lake areas of northwestern Ontario, Canada*". Canadian Mineralogist 40 (2002b) 753-788.

[26] Trumbull R.B., Chaussidon M., "*Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite- pegmatite system in Swaziland*", Chemical geology 153 (1999) 125-137.

[27] Pesquera A., Velasco F.," *Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain)*", Contributions to Mineralogy and Petrology 129 (1997) 53-74.

[28] Pesquera A., Torres-Ruiz J., Gil-Grespo P.P., Velilla N., " *Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li-F-Cs micas from the Valdeflores area (Caceres, Spain)*", American Mineralogist 84 (1999) 55-69.

[29] Harraz H. Z., El-Sharkaway M. F., "*Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait pelitic Iran*", Thesis, University of Leeds, England, (1977) 321p.

[10] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., "*Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the south- west of Arak, Iran*", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 13 (2002) 249-254.

[11] Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V., Rahimpour-Bonab, H., "*Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran*", Journal of Asian Earth Sciences, 29 (2007) 859-877.

[12] Tabbakh Shabani A.A., Sahamieh R.Z., Keshavarz Z., "*Composition of Tourmalines from Hajiabad and Dehgah area, SE Boroujerd*", Journal of Geopersia, 3 (2013) 21-33.

[13] Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H., Piqué, A., "*The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj–Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events"*, Geoscience, 336 (2004) 1443-1452.

[14] Berberian M., Alavitehrani N., "*Structural analyses of Hamadan metamorphic tectonics*", a paleotectonic discussion, in: M. Berberian (Ed.), Contribution to the seismotectonics of Iran, Geological Survey of Iran, (1977) 263-278.

[15] Tillman J.E., Poosti A., Rossello S., Eckert A., "*Structural evolution of Sanandaj–Sirjan Ranges near Esfahan, Iran*" American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 65 (1981) 674-687.

[16] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli, L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., "*U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement*", Tectonophysics, 451 (2008) 71-96.

[17] Mohajjel M., Fergusson C.L., "*Dextral transperssion in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran*". Journal of structural Geology, 22 (2000) 1125-1139.

[18] Whitney D.L. Evans B.V., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*". American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[34] Truscott M.G., Shaw D.M.,"*Boron in chert and Precambrian siliceous iron formation*", Geochimca et Cosmochimca Acta, 48 (1948) 2220-2313.

[35] Henry D. J., Guidotti C. V., "*Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine*". American Mineralogist 70 (1985) 1-15.

[36] Burt D.M., "*Vector representation of tourmaline compositions*". American mineralogist 74 (1989) 826-839.

[37] Weisbrod A., Polak C., Roy D., "*Experimental study of tourmaline solubility in the system Na-Mg-Al-Si-B-O-H. Applications to the boron content of natural hydrothermal fluids and tourmalinization process*". International Symposium Experimental Mineralogy and Geochemistry, Nancy, (1986) 140-141.

belt, south eastern desert, Egypt", Journal of African Earth Science, 33 (2001) 391-416.

[30] Manning D.A.C., "*Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand*" Mineralogical Magazine, 45 (1982) 139-147.

[31] Cavarretta G., Puveddu M., "*Schorl-Dravite-Ferridravite Tourmalines Deposited by Hedrothermal Magmatic Fluids during Early Evolution of the Larderico Geothermal Field, Italy*". Economic Geology, 85 (1990) 1236-1251.

[32] Pirajno F., Smithies R. H., "*The FeO/ (FeO + MgO) ratio of tourmaline: A useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits*", Journal of geochemical explorations 42 (1992) 371-381.

[33] Samson I.M., Sinclair W.D., "*Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz tourmaline orbicules in the Seagull batholith, Yukon Territory*", Canadian Mineralogist 30 (1992) 937-954.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.321]